干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000-6060.2018.06.13

则克台黄土粒度组分分离及其记录的末次冰期气候波动①

刘　浩，　贾　佳，　路彩晨，　王友郡，　夏敦胜

（兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室，甘肃　兰州　730000）

摘　要：北大西洋地区的末次冰期气候波动在全球具有广泛记录。伊犁地区作为西风区向季风区过渡的边缘带，对气候变化响应敏感，千年尺度气候波动如何影响该区域有待进一步解答。黄土作为恢复古气候的重要地质记录，有利于上述问题的研究。通过对伊犁则克台剖面黄土沉积进行粒度端元分析，结果表明：则克台黄土粒度可分为四个端元，分别为EM1(0.8 μm)、EM2(8 μm)、EM3(25.1 μm)和EM4(51.6 μm)。EM1代表成壤组分；EM2代表高空西风组分；EM3和EM4代表尘暴组分，但EM4组分更能够反映末次冰期西伯利亚高压在伊犁地区的扩张。EM2和EM4都能记录千年尺度气候的波动，但响应程度却不同：51.3~20 ka，EM4含量变化曲线记录的千年尺度气候事件更为明显；然而20 ka之后，千年尺度事件在EM2含量变化曲线中更为突出。这表明西风和西伯利亚高压都是千年尺度气候信号的重要扩散机制，且造成上述差异的原因很可能是太阳辐射驱动下的北半球冰量变化。

关　键　词：千年尺度气候波动；端元分析；则克台；西风；西伯利亚高压

中图分类号：P532　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1000-6060(2018)06-1260-10(1260~1269)

北大西洋地区在末次冰期存在一系列振幅较大的千年尺度气候波动，包括以冰阶—间冰阶快速交替变化的Dansgaard-Oeschger(DO)旋回[1]，以及冰筏倾泻进入大西洋所导致异常寒冷的Heinrich(H)事件[2]。在北大西洋高纬度地区，气候波动幅度甚至超过了16 ℃[3]。通过大气环流，气候振荡信号扩散至更广泛区域，并由当地沉积物所记录，例如海洋沉积、欧洲黄土、中国石笋以及黄土高原黄土等[4-7]。气候快速波动信号如何进入东亚季风区尚存在多种观点：石笋记录的千年尺度气候信号被认为来自于夏季风，而黄土高原所记录的末次冰期气候突变则可能是西风间接影响或北极冷气团作用于西伯利亚高压的结果[7-9]。

中亚深居亚洲内陆，盛行干旱半干旱气候，生态环境脆弱。因此，本区的植被盖度、湖泊面积、沙漠面积和内部格局等对气候变化响应十分敏感[10]。现代数据分析结果表明，西风是中亚地区水汽输送的重要介质[11]。然而，该地区除常年受西风影响外，冬季盘踞在北面的西伯利亚高压也是控制该地区粉尘扩散的重要因素[12-13]。作为向季风区过渡的西风边缘带，北大西洋的千年尺度波动如何影响该区域，需进一步解答。且该地区广泛分布的黄土沉积已成为恢复古气候的重要地质记录[14-15]。因此，黄土沉积可能同时记录了西风环流和极地高纬的气候信号。显然，如何提取“纯净”的西风环流和极地高纬信号是研究中亚地区末次冰期气候不稳定性的重要难题。

沉积学研究表明，当搬运介质与搬运动力一定，沉积物的粒度频率分布为单峰光滑曲线；而沉积物的粒度分布往往是多种随机过程作用的累积[16]。黄土作为风成沉积，在多种大气环流作用下形成，其粒度频率分布也包含多种亚组分。所以，黄土粒度亚组分分离更能具体地揭示古大气环流以及古环境的演化历史。随着研究的不断深入，多种数学方法已被成功运用于分离沉积物的不同组分，以揭示沉积物的动力来源与搬运过程，主要包括非参数端元

① **收稿日期：**2018-05-25；　**修订日期：**2018-07-16
基金项目：国家自然科学基金面上项目(41771213)；兰州大学西部环境教育部重点实验室开放基金(lzujbky-2016-bt01)
作者简介：刘浩(1991-)，男，硕士研究生，研究方向为黄土古气候. E-mail:liuhao15@lzu.edu.cn
通讯作者：贾佳(1985-)，男，讲师，研究方向为黄土古气候. E-mail:jiaj@lzu.edu.cn

分析[17-18]和基于参数的粒度组分分离[16,19-21]。非参数端元分析的特点是对整体数据进行处理,旨在分离出具有几种相同频率分布的粒度组合。而参数组分分离是通过对单个样品进行拟合,设定最佳参数,以达到分离出样品亚组分的目的,例如 Weibull 函数拟合。两种方法各有优缺点:PRINS 等[18]认为基于单个样品的参数分解方法不具有统计意义;而非参数端元分析却容易得到多峰的频率曲线,从而忽略一些细节解释,例如,其不能分离出黄土中的超细粒组分[21]。综合两种方法的优缺点,PATERSON 等[22]改进了粒度端元分析方法,对整体数据进行参数拟合,并利用非负矩阵因数分解法确定端元数量,最终拟合得到不同端元组分。这使参数组分分析不只局限于单个样品,而且每个端元都呈单峰频率分布。

本研究选择位于中亚地区的伊犁则克台剖面进行粒度端元组分分析,以揭示末次冰期以来中亚地区大气环流变化,探讨北大西洋地区千年尺度气候变化对中亚地区的影响。

1　研究区概况

伊犁盆地位于新疆天山山脉西段,构造上属天山造山带中所夹持的一个山间断陷盆地,地貌轮廓呈现出向西开敞的喇叭形,总体地势东高西低。在伊犁河中下流沿岸发育大面积的冲积扇,沉积物中细粒物质含量丰富。特殊的地理位置与地形条件为接受风尘沉积提供了有利条件[23]。

伊犁盆地位于中纬度西风区(图 1)。夏季受印度热带低压影响,西风北进控制该区域;冬季西伯利亚高压扩大,使伊犁地区主要受北支西风影响[24]。盆地地面除了多频率的东风之外,大风多以偏西风为主[12]。伊犁盆地年平均气温为 2.6 ~ 10.4 ℃。受地形影响,降水分配不均,迎风坡降水较多,且在海拔约 1 800 m 以下降水与海拔高度呈正相关关系;西部平原区年降水量为 200 ~500 mm,山区为 500 ~1 000 mm,总体呈现出东多西少的空间变化格局[24]。

伊犁黄土多呈条带状布于各河流阶地,低缓丘陵与沙漠边缘带。盆地东部的黄土几米到近百米不等,多为末次间冰期以来的沉积[24]。采样剖面为则克台剖面(ZKT,43°32′13″N,83°18′51″E,海拔 894 m),位于新源县巩乃斯河流阶地上。该地区年均温和年降雨量分别为 8.1 ℃和 480 mm,其变化均存在明显的季节差异。主要植被类型为半干旱草原。ZKT 剖面厚 20.35 m,顶部为全新世古土壤层(S0),厚度为约 1.5 m;中部为马兰黄土(L1),厚度约为 10.5 m,根据地层成壤强度可细分为三层:L1L1 深度为 1.50 ~6.70 m,L1S1 深度为 6.70 ~9.05 m,L1L2 深度为 9.05 ~ 12.00 m;底部地层厚约 8.35 m。根据野外观察,底部地层具有铁锈痕迹,很可能是长期受潴育化作用的沉积[25]。

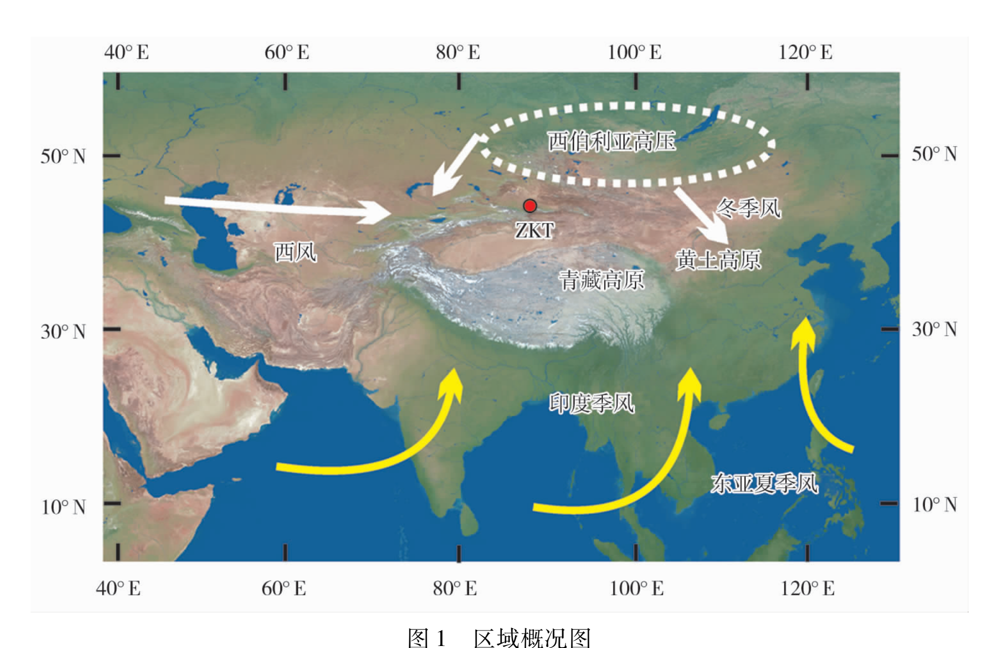


图 1　区域概况图

Fig. 1　Profile map of study area

2 样品和方法

对ZKT剖面以5 cm间隔取样,共收集到407个样品。样品粒度测量采用LU等的实验方法[26]。使用MATLAB加载Analysize程序,选择参数分析方法中的Gen. Weibull方法对粒度进行端元分析[22]。为获得更好的拟合结果且避免粒度数据过度拟合,需要对端元数量(n)进行确定。通过端元数据与原始数据的总体相关性(R^2)和线性偏离角度(θ)等来判断n值。当R^2与θ趋向于稳定时,n值确定。

3 年龄模型建立

针对ZKT剖面,前人已经尝试多种方法测年。包括热释光(TL)[27]、放射性碳同位素(^{14}C)[28]、光释光(OSL)[29]等。YANG等[30]认为蜗牛所测^{14}C年龄可能会受到地层中次生碳酸钙的污染而偏年青,TL测年又存在信号难以晒退的特点,而OSL测年在黄土沉积时信号能被完全晒退,从而OSL的测年结果更加可信。本研究剖面在地层上与CELA E[29]所研究剖面基本一致;由于采样过程中野外观察存在偏差,所以剖面描述也存在一定区别(图2),所以,本文直接选择CELA E等[29]的OSL年龄结果进行古气候重建。

以ZKT剖面上部12 m典型风成黄土沉积为研究对象,建立年代模型,并进行粒度分析。利用多项式线性回归分析建立年龄模型,其函数表达式为:$y=0.083x^3-1.598x^2+12.806x+2.281$ (R^2 = 0.968)。根据模型外推得到底部12 m处的年龄为69.3 ka(图2)。

4 结 果

4.1 ZKT剖面粒度分布特征

ZKT剖面以粉砂(2~63 μm)为主,含量分布为84.2%~90.2%($\bar{x}$=86.7%,σ = 1.0%);粘土(<2 μm)含量略高于砂(>63 μm),两者含量范围分别为5.4%~10.3%($\bar{x}$ = 7.8%,σ = 0.8%)和2.5%~9.1%($\bar{x}$=5.6%,σ=0.9%)。S0的平均粒径范围是18.3~24.3 μm($\bar{x}$=20.7 μm,σ = 1.6 μm),L1的平均粒径区间为21.2~28.1μm($\bar{x}$ = 24.1 μm,σ = 1.0 μm)。以上参数值接近于黄土高原西峰剖面[31],说明ZKT剖面与西峰剖面有着相似的搬运动力及搬运进程。粒度的分选系数(σ)、偏度(SK)以及尖度(K)分别指代粒度频率分布曲线的分选程度、对称性、以及峰态宽窄。利用前人开发的程序对ZKT粒度数据进行处理[32],得到σ、SK以及K的分布范围分别为2.9~3.4 μm($\bar{x}$=3.2 μm)、-1.2~-0.5 μm($\bar{x}$ = -0.9 μm)和2.8~4.1 μm($\bar{x}$ = 3.4 μm),表明ZKT剖面粒度分选性较差,为细偏和常峰态(图3)。

4.2 端元模型

由ZKT剖面粒度的弱分选性可判断其包含多个成因的组分,对其进行粒度组分分离。结果表明R^2值均大于95%,当n=3时,R^2开始趋向于稳定(R^2 = 99.7%),θ此时出现一个明显的转折

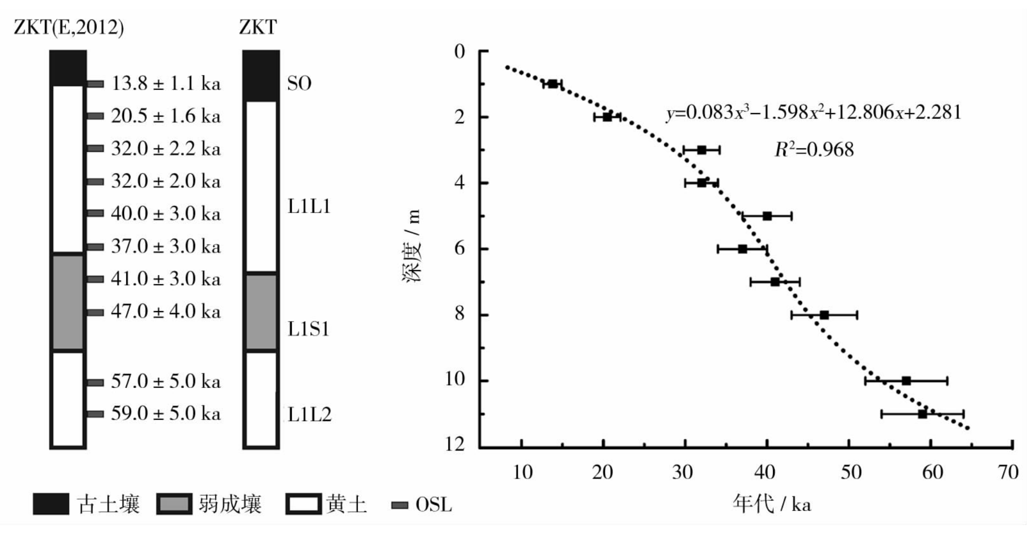


图2 ZKT剖面0~12 m黄土年龄模型

Fig. 2 Age model of ZKT section (0~12 m)

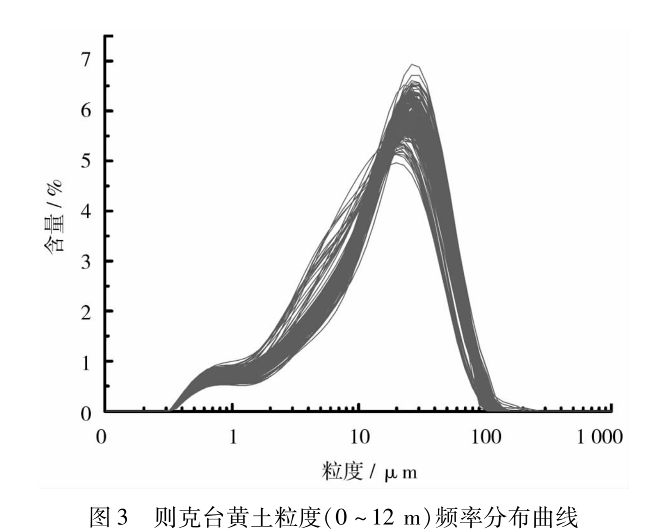
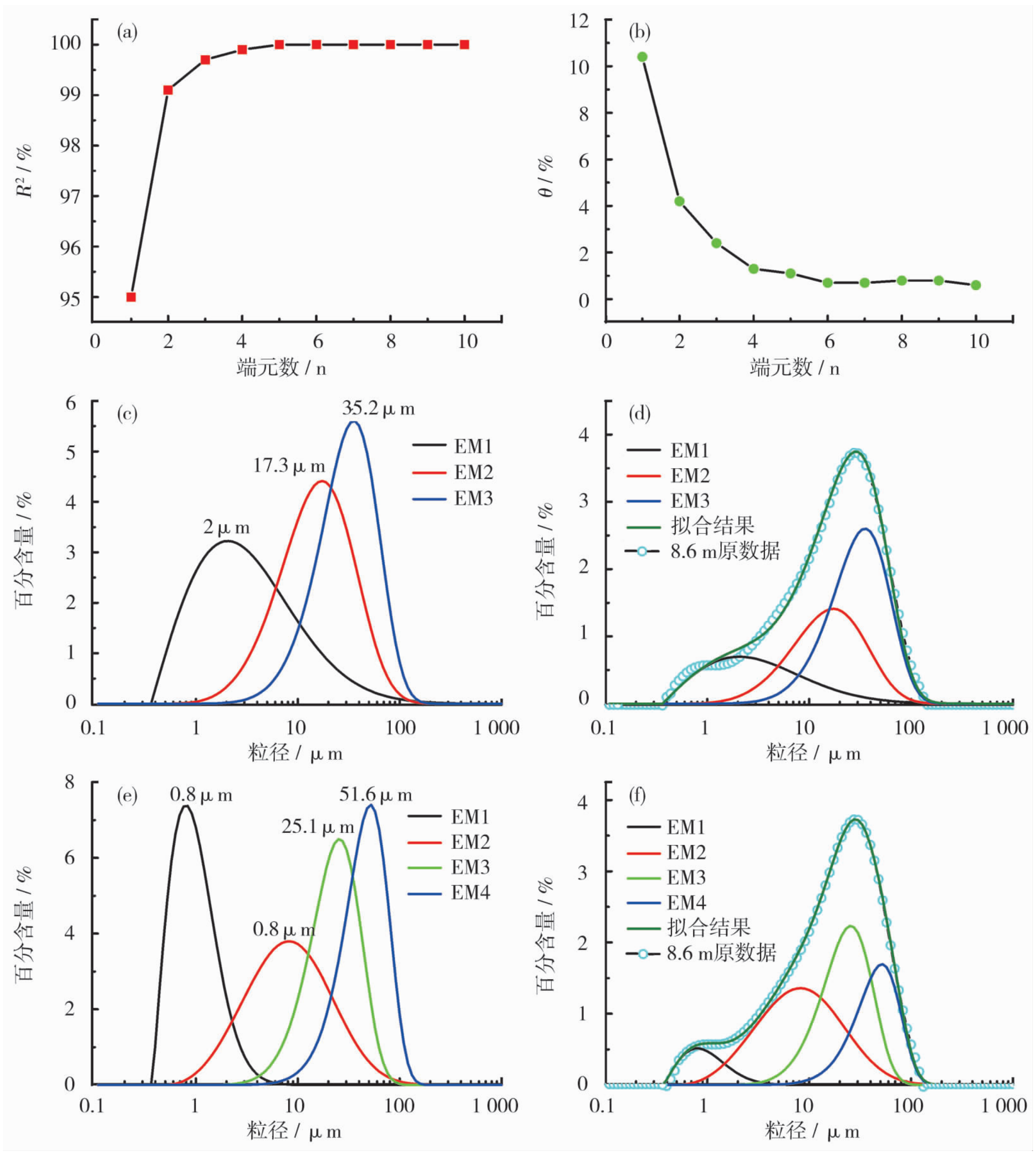


图 3　则克台黄土粒度(0 ~ 12 m)频率分布曲线

Fig. 3　Grain-size distributions of samples from ZKT (0 ~ 12 m)

(θ = 2.4°);n = 4 时 θ 趋于稳定;以上参数说明 n = 3 时,数据已经拟合较好,但 n = 4 时数据拟合更加稳定(R^2 = 99.9%,θ = 1.3°)(图 4a,4b)。为了能确定最终 n 值,本文对比同一样品在两种拟合情况下的结果。以 8.6 m 单个样品为例(图 4d,4f),当 n = 3 时,其拟合结果并不理想,尤其是细粒端的部分。而拟合目标应是拟合函数与实际粒度数据拟合度最佳。因此,本文选择 4 个端元作为拟合最优结果。

4 个端元(图 4e)众数粒径分别为 0.8 μm(EM1)、8.0 μm(EM2)、25.1 μm(EM3)、51.6 μm(EM4)。端元含量变化如图 5:EM1 含量变化呈现较大的波动,但整体没有明显的变化趋势,含量变化在 2.9% ~ 7.3% 之间;EM2 含量变化较EM1平缓,



注:(a 和 b)R^2 与 θ,(c 和 e)n = 3,4 时的端元对比,(d 和 f)8.6 m 样品拟合结果对比

图 4　端元数 n 的判别与端元结果

Fig. 4　Determination of the number of endmember (n) and the different endmember results

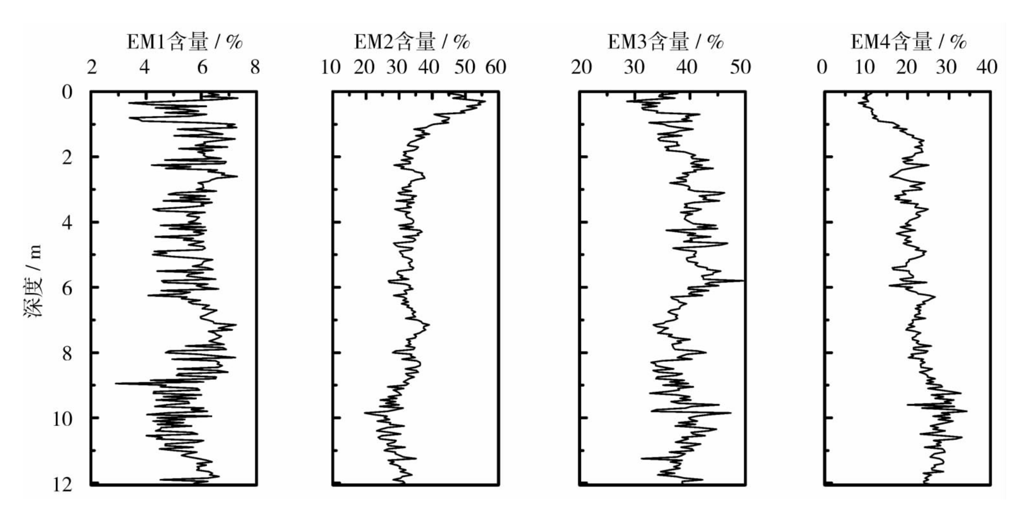


图 5　不同端元组分含量变化图

Fig. 5　Content variations of the different endmembers

含量变化在 19.7% ~56.0% 之间,在变化趋势上,EM2 含量在 12 ~2 m 先减少,10 m 之后增加并平稳变化;EM3 波动较大,含量变化为 28.6% ~49.7%,在 6 ~12 m 出现低值;EM4 的含量变化在 8.2% ~34.3% 之间,与 EM2 呈现出相反的变化趋势。

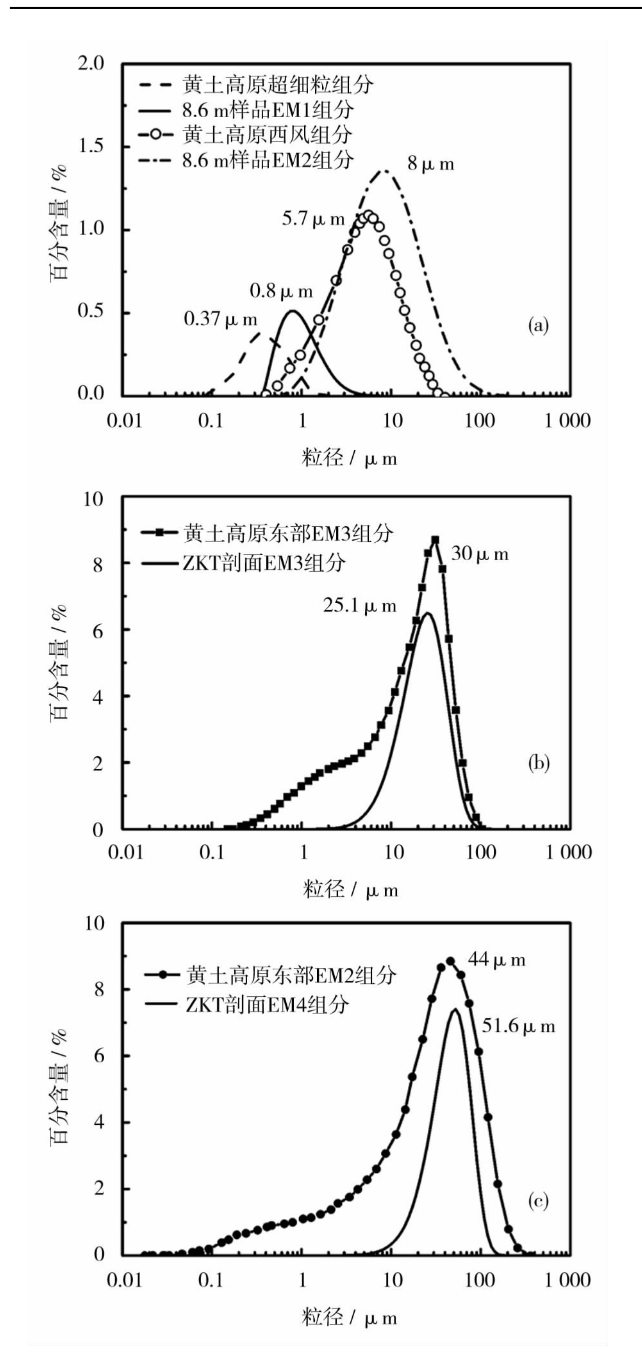
5　讨 论

5.1　粒度端元组分的意义探讨

EM1:前人研究发现:黄土高原剖面除粉尘主体的粗粒组分外,频率曲线左端还存在一个众数粒径为约 0.4 μm 的超细粒组分。该组分粒径范围为 0.02 ~1 μm,在全样中的含量为约 5%。前人通过对比成壤矿物(<2 μm)以及不存在超细粒组分的干旱区风尘样品,认为超细粒组分主要来自成壤作用[21]。史正涛等对新疆黄土研究发现频率曲线也存在超细粒组分,其众数大约 1 μm[33],并认为该粘粒组分主要来自成土过程,代表该地区的降水作用[34]。ZKT 剖面 EM1 众数粒径为 0.8 μm,虽略大于黄土高原的超细粒组分,但仍主要为粘粒组分,其含量也大致与黄土高原相当(图 6a)。因此,本文认为 EM1 代表成壤作用下的端元组分。

EM2:大气动力学研究表明粒径在 2 ~16 μm 的细粉砂组分能够被风搬运到几千米的高空,它们在大气中长期悬浮,能被搬运到全球任一地方[35-36]。VANDENBERGHE 认为,塔吉克斯坦黄土众数粒径为约 9 μm 的端元组分由高空西风搬运而来,并且该组分能记录北大西洋地区的气候波动[37]。SUN 等利用 Weibull 函数拟合对黄土高原粒度进行了系统分析,发现细粒组分的众数粒径为 2 ~8 μm,且含量范围为 20% ~90%,并认为细粒组分与西风环流的搬运有关[16]。在高空西风的作用下,细粒组分从中国干旱区被传输到远离源区的北太平洋,甚至是格陵兰地区,其众数粒径为约 5 μm。从西部源区到东部沉积区,细粒组分粒径的逐渐减小可能正是西风风力减弱以及长距离搬运所造成的[37]。位于中亚干旱区的 ZKT 剖面,其 EM2 众数粒径为约 8 μm,略大于黄土高原的细粒组分,与塔吉克黄土细粒端元的众数粒径接近(图 6a)。伊犁地区常年盛行西风,在高空西风作用下,细粒组分会持续不断被搬运到则克台地区。所以,ZKT 剖面粒度的 EM2 应是高空西风搬运的粒度组分,且很可能记录北大西洋的气候波动信号。

EM3:EM3 的众数粒径为 25.1 μm,根据 Vandenberghe 的理论,众数粒径为 25 ~31 μm 的端元组分被搬运的距离一般为约 100 km[37],而 SUN 等认为众数粒径约 20 μm 的粒度组分在强风条件下上升的范围一般为 1 km 以下的低空,被搬运的距离也在 1 000 km 之内[16]。VRIEND 等通过对黄土高原西部黄土的分析认为众数粒径为约 25 μm 的端元组分搬运方式为长期悬移[38]。但与 VRIEND 结果略有不同的是,利用 Gen. weibull 分离得到的 ZKT 剖面 EM3 呈现出更窄的频率分布(图 6b)。这也就说明,ZKT 剖面 EM3 组分可能相较于黄土高原西部的 EM3 所上升的高度以及搬运距离更加有限。SUN 等将黄土高原众数粒径 16 ~32 μm 的粗粒组分解释为冬半年短期悬移的产物[16]。同样的,PRINS 也认为众数粒径为约30 μm的黄土端元由



注:(a)ZKT 剖面 8.6m 样品的 EM1、EM2 和西峰剖面超细粒组分、西风组分[21]作对比;(b)ZKT 剖面 EM3 与黄土高原东部黄土 EM3[39]作对比;(c)ZKT 剖面 EM4 与黄土高原西部黄土 EM2[38]作对比

图 6　ZKT 剖面粒度端元与前人结果对比

Fig. 6　Comparisons of the endmembers of ZKT and previous researches

于其较粗的颗粒组成[39],更可能为尘暴带来的组分(图 6b)。伊犁谷地低空大风多为偏西风。尘暴发生时,EM3 组分就会在近地面偏西风作用下进行一个短期悬移搬运。

EM4:与 EM3 相比,EM4 众数粒径更大,为 51.6 μm(图 6c)。根据 Pye 的计算,>30 μm 的颗粒在中性风暴条件下至多迁离源区 30 km,极端风暴条件下也只有几百公里,且搬运方式主要为近地面短期悬移[35]。VRIEND 等将黄土高原西部以及青藏高原东北缘众数粒径为 40~63 μm 的 EM2 黄土端元组分(图 6c)归结为来自近源的尘暴组分[38]。PRINS 通过对黄土高原典型剖面的分析,也得到了相似的结论[40]。尽管中亚地区近地面气流复杂,但前人的研究认为主要是极地高纬冷气团作用下的锋面活动形成的极大尘暴贡献了黄土中的粗粒组分[41]。LI 等针对伊犁盆地尼勒克黄土的端元分析也强调众数粒径为 47.5μm 的粗粒端元组分代表着亚洲冷气团的作用,而冷气团在欧亚大陆一般为西伯利亚高压[42]。因此,通过以上分析,我们推断 EM4 很可能为亚洲冷气团作用下的尘暴组分,其搬运距离较 EM3 更加有限,且更加接近源区。

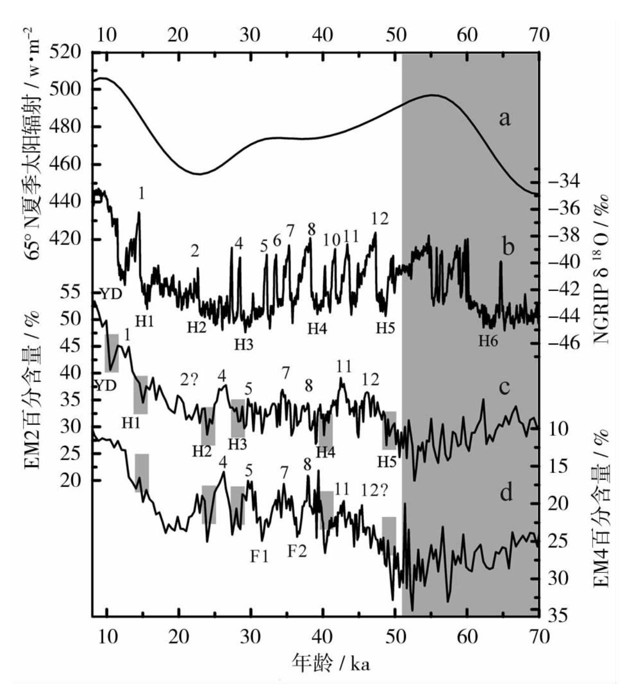
5.2　ZKT 剖面记录千年尺度气候波动及其可能机制

除 EM1 为成壤组分外,其余三个端元组分别对应不同的搬运进程以及大气环流作用:EM2 代表高空西风搬运作用,其含量变化很可能指示高空西风强弱变化;EM3 与 EM4 都为尘暴条件下近地面偏西风搬运的产物,但 EM4 需要更大的启动风速与搬运介质,对于强风作用更加敏感,所以,EM4 更能够反映西伯利亚高压影响下锋面活动的前进与退缩。鉴于西风环流与西伯利亚高压都有可能将北大西洋气候信号带到中亚地区,本文选择 EM2、EM4 含量与格陵兰冰芯(NGRIP)进行对比。

如图 7 所示,69.3~51.3 ka,EM2、EM4 的相位变化与 NGRIP 完全不一致,不能进行对比,此阶段地层可能仍受下层潴育化作用,但野外不易辨识。51.3 ka 以来,千年尺度气候波动在端元含量变化曲线中能够得到反映,但 EM2 和 EM4 响应千年尺度气候信号的程度却存在差别。EM4 的含量存在多次明显波动,其中几次 EM4 含量明显减少似乎对应 DO 暖阶,分别为 DO4、5、7、8、11(图 7d);几次粒度变粗事件与 H 事件对应,分别是 H2(24 ka)、H3(28 ka)、H4(40 ka)以及 H5(49 ka)。粒度变粗表明冷事件发生时西伯利亚高压作用增强。另外,在 31 ka 与 36 ka,EM4 含量增加,大概对应 DO 旋回的冷阶(图 7d),用 F1、F2 表示。然而,YD 与 H1 在 EM4 含量变化曲线中并不明显。与 EM4 含量变化不同,H2、H3、H4 与 H5 在 EM2

含量曲线中虽然也能观察到波动，但并不显著，反而 YD 与 H1 在 EM2 含量曲线中较明显，对应年代分别是 10.6 ka 和 15.1 ka（图 7c）。此时 EM2 含量减少，说明西风减弱。EM2 含量增加似乎也反映了 DO 旋回中的暖事件，比较明显的有 DO1、4、5、7、8、11、12。这些不完整的 DO 旋回在黄土高原粒度记录中也同样存在，其原因很可能是高纬气候不稳定性大于中纬度地区，且粒度很有可能因受区域因素影响而削弱了 DO 信号[9]。而 H 事件作为 DO 旋回中的几次最冷阶段，由于其信号强烈，所以更容易被记录在粒度之中。

前人研究认为西风带的南北移动是造成千年尺度气候波动的重要原因[43]。伊犁地处中纬度，受西风影响强烈。然而，由于青藏高原的阻挡，西风带在冬季被分成南北两支，且主轴位于喜马拉雅山脉南侧，从而西风对该地区影响减弱。整个冰期，冰量增加使得西风带长期南移且主轴偏南，冷事件发生时，西风带主轴仍滞留在南方，从而使得西风再次变弱的幅度并不大。这或许正是 51.3～20 ka，H 事件在 EM2 含量变化曲线中表现不明显的原因。而 20 ka 之后，随着太阳辐射增强，温度升高，冰量减少，西风带开始大幅度北移，进而伊犁地区西风增强。



注：(a) 65°N 夏季太阳辐射[44]；(b) NGRIPδO18 记录[3]；(c～d) ZKT 剖面 EM2 和 EM4 含量变化

图 7　ZKT 剖面 EM2 与 EM4 组分与其他气候记录的对比

Fig. 7　Comparison between the contents variations of EM2, EM4 and other climate records

当 YD 与 H1 发生时，西风主轴再次南移便使得冷事件在 EM2 中记录非常明显。冷事件发生时，北半球冰量增加，北极地区冷空气激增使得西伯利亚高压加强，进而向伊犁地区扩张，产生大型尘暴天气，在偏西风搬运下，粉尘在巩乃斯河北岸进行堆积[12]。从而在 51.3～20 ka，H 事件以及 DO 旋回冷阶在 EM4 含量变化曲线中表现非常明显。而后期 YD 以及 H1 在 EM4 曲线中不明显的原因可能是：北半球高纬太阳辐射增强，温度升高使得冰量减少；西风北进，占据伊犁地区，从而西伯利亚高压锋面活动在该地区影响减弱。

另外，50 ka 以来，EM2 含量变化曲线与 65°N 夏季太阳辐射在变化趋势上较为一致，但 EM4 含量变化曲线却不然，尤其在 51.3～40 ka（图 7d）。前人的研究表明，该阶段为暖湿时期，对应弱成壤层[45]，但 EM4 含量在该阶段较整体而言却比较高。相关研究认为，湿度增加可使冰川扩张，从而产生粉砂级颗粒物质且被搬运到下游地区[46]。那么，冰川在暖湿期的扩张或许是黄土中近源粗粒物质增加的重要因素。这说明伊犁地区的气候变化除了受太阳辐射的驱动，还存在区域性因素的影响。

6　结 论

对伊犁盆地的则克台黄土沉积进行粒度端元分析，并结合可靠的年代对该地区末次冰期千年尺度气候波动进行了探讨。结果表明：

（1）ZKT 剖面粒度可以分为四个端元，分别为 EM1（0.8 μm）、EM2（8 μm）、EM3（25.1 μm）和 EM4（51.6 μm）。EM1 代表成壤组分、EM2 代表高空西风组分，EM3 和 EM4 代表尘暴组分，但 EM4 组分更能够反映西伯利亚高压影响下的锋面活动。

（2）EM2 和 EM4 都能记录千年尺度气候的波动，但响应程度却不同：51.3～20 ka，千年尺度事件在 EM4 含量变化曲线非常明显，而 20 ka 之后，EM2 曲线更能够记录千年尺度事件的发生。这说明西风和西伯利亚高压都是千年尺度气候变化信号的重要扩散机制。

（3）轨道尺度上，太阳辐射驱动下的北半球冰量变化很可能是导致上述差异的原因；另外，区域性因素也是影响 ZKT 剖面粒度变化的重要因素。

参考文献(References)

[1] DANSGAARD W,JOHNSEN S J,CLAUSEN H B,et al. Evidence for general instability of past climate from a 250 – kyr ice-core record[J]. Nature,1993,364(6434):218 – 220.

[2] HEINRICH H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years[J]. Quaternary Research,1988,29(2):142 – 152.

[3] North Greenland Ice Core Project Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period[J]. Nature,2004,431:147 – 151.

[4] ROUSSEAU D D, ANTOINE P, GERASIMENKON, et al. North Atlantic abrupt climatic events of the Last Glacial period recorded in Ukrainian loess deposits[J]. Climate of the Past,2011,7(1): 221 – 234.

[5] DEPLAZES G,LUCKGE A,PETERSON L C,et al. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period[J]. Nature Geoscience,2013,6(3):213 – 217.

[6] WANG Y J,CHENG H,EDWARDS R L,et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China[J]. Science,2001,294(5550):2345 – 2348.

[7] SUN Y B,CLEMENS S C,MORRILL C,et al. Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the east Asian winter monsoon[J]. Nature Geoscience,2012,5(1):46 – 49.

[8] PORTER S C,AN Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China, during the last glaciation[J]. Nature, 1995,375(6529):305 – 308.

[9] DING Z,RUTTER N W,LIU T,et al. Correlation of Dansgaard-Oeschger cycles between Greenland ice and Chinese loess[J]. Paleoclimates,1998,4:281 – 291.

[10] CHEN F,JIA J,CHEN J,et al. A persistent Holocene wetting trend in arid Central Asia,with wettest conditions in the late Holocene, revealed by multi-proxy analyses of loess-paleosol sequences in Xinjiang,China[J]. Quaternary Science Reviews,2016,146:134 – 146.

[11] KARGER D N,CONRAD O,BOHNER J,et al. Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas[J]. Sci Data, 2016.

[12] 叶玮. 新疆西风区黄土沉积特征与古气候[M]. 北京:海洋出版社,2001. [YE Wei. The loess deposition features and paleoclimate in westerly region of Xinjiang[M]. Beijing: China Ocean Press,2001.]

[13] DODONOV A E,BAIGUZINA L L. Loess stratigraphy of Central Asia:Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects[J]. Quaternary Science Reviews,1995,14(7 – 8):707 – 720.

[14] DODONOV A E,SADCHIKOVA T A,SEDOV S N,et al. Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the DaraiKalon section,Southern Tajikistan[J]. Quaternary International,2006,152 – 153,48 – 58.

[15] DING Z L,RANOV V,YANG S L,et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess[J]. Earth and Planetary Science Letters,2002,200:387 – 400.

[16] SUN D H, BIOEMENDAL J, REA D K, et al. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications [J]. Catena,2004,55:325 – 340.

[17] WELTIE G J. End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem [J]. Mathematical Geosciences,1997,29(4): 503 – 549.

[18] PRINS M A, VRIEND M, NUGTEREN G, et al. Late Quaternary aeolian dust input variability on the Chinese Loess Plateau: Inferences from unmixing of loess grain-size records[J]. Quaternary Science Reviews,2007,26(1 – 2):230 – 242.

[19] 殷志强,秦小光,吴金水,等. 湖泊沉积物粒度多组分特征及其成因机制研究[J]. 第四纪研究,2008,28(2):345 – 353. [YIN Zhiqiang,QIN Xiaoguang,WU Jinshui,et al. Multimodal grain-size distribution characteristics and from ation mechanism of lake sediments[J]. Quternary Sciences,2008,28(2):345 – 353.]

[20] 刘秀铭,马明明,吴海斌,等. 印度河 – 恒河平原风成黄土的发现及其意义[J]. 中国科学:地球科学,2017,60: 428 – 437. [LIU Xiuming, MA Mingming, WU Haibin, et al. Identification of Aeolian loess deposits on the Indo-Gangetic Plain(India) and their signifcance[J]. Science China Earth Sciences,2017,60:428 – 437.]

[21] SUN D H,SU R X,LI Z J,et al. The ultrafine component in Chinese loess and its variation over the past 7.6 Ma:Implications for the history of pedogenesis[J]. Sedimentology,2011,58:916 – 935.

[22] PATERSON G A,HESLOP D. New methods for unmixing sediment grain size data[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems,2015,16(12):4494 – 4506.

[23] 叶玮,靳鹤龄,赵兴有,等. 新疆伊犁地区黄土的粒度特征与物质来源[J]. 干旱区地理,1998,21(4):1 – 8. [YE Wei,JIN Heling,ZHAO Xingyou, et al. Depositional features and material sources of loess in Yili region,Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 1998,21(4):1 – 8.]

[24] 宋友桂,史正涛. 伊犁盆地黄土分布与组成特征[J]. 地理科学,2010,30(2):267 – 272. [SONG Yougui,SHI Zhengtao. Ditribution and compositions of loess sediments in Yili Basin, Central Asia[J]. Scientia Geographica Sinica,2010,30(2):267 – 272.]

[25] JIA J,XIA D,WANG B,et al. Magnetic investigation of Late Quaternary loess deposition,Ili area,China[J]. Quaternary International,2012,250(2):84 – 92.

[26] LU H Y,AN Z S,AN Z S. Pretreated methods on loess-palaeosol samples granulometry[J]. Chinese Science Bulletin,1998,43(3): 237 – 240.

[27] 叶玮,董光荣,袁玉江,等. 新疆伊犁地区末次冰期气候的不稳定性[J]. 科学通报,2000,45(6):641 – 646. [YE Wei,DONG Guangrong, YUANG Yujiang, et al. The climate instability of the last glacier in the Yili area, Xinjiang[J]. Chinese Science Bulle-

tin,2000,45(6):641 - 646.]

[28] FENG Z D,RAN M,YANG Q L,et al. Stratigraphies and chronologies of Late Quaternary loess-paleosol sequences in the core area of the Central Asian arid zone[J]. Quaternary International,2011,240(1):156 - 166.

[29] CELA E. A luminescence dating study of loess deposits from the Yili River Basin in western China[J]. Quaternary Geochronology,2012,10:50 - 55.

[30] YANG S H,FORMAN S L,SONG Y,et al. Evaluating OSL-SAR protocols for dating quartz grains from the loess in Ili Basin,Central Asia[J]. Quaternary Geochronology,2014,20(2):78 - 88.

[31] SUN Y,WANG X,LIU Q,et al. Impacts of post-depositional processes on rapid monsoon signals recorded by the last glacial loess deposits of northern China[J]. Earth & Planetary Science Letters,2010,289(1):171 - 179.

[32] BLOTT S J,PYE K. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments[J]. Earth Surface Processes and Landforms 2001,26:1237 - 1248.

[33] 史正涛,董铭. 天山黄土粒度特征及粉尘来源[J]. 云南师范大学学报:自然科学版,2007,27(3):55 - 57. [SHI Zhengtao,DONG Ming. Characteristics of loess grain size and source of dust in Tianshan,China[J]. Journal of Yunnan Normal University,2007,27(3):55 - 57.]

[34] 史正涛,方小敏,宋友桂,等. 天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程[J]. 海洋地质与第四纪地质,2006,26(3):109 - 114. [SHI Zhengtao,FANG Xiaomin,SONG Yougui,et al. Loess sediments in the north slope of Tianshan Mountains and its indication of desertification since middle Pleistocene[J]. Marine Geology and Quaternary Geology,2006,26(3):109 - 114.]

[35] PYE K. Aeolian dust and dust deposits[M]. Academic,1987.

[36] SHAO Y,WYRWOLL K H,CHAPPELL A,et al. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science[J]. Aeolian Research,2011,2(4):181 - 204.

[37] VANDENBERGHE J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification[J]. Earth-Science Reviews,2013,121(6):18 - 30.

[38] VRIEND M,PRINS M A,BUYLAERT J,et al. Contrasting dust supply patterns across the north-western Chinese Loess Plateau during the last glacial-interglacial cycle[J]. Quaternary International,2011,240:167 - 180.

[39] PRINS M A,ZHENG H,BEETS K,et al. Dust supply from river floodplains:The case of the lower Huanghe (Yellow River) recorded in a loess-palaeosol sequence from the Mangshan Plateau[J]. Journal of Quaternary Science,2009,24(1):75 - 84.

[40] PRINS M A,VRIEND M,NUGTEREN G,et al. Late Quaternary aeolian dust input variability on the Chinese Loess Plateau:Inferences from unmixing of loess grain-size records[J]. Quaternary Science Reviews,2007,26(1 - 2):230 - 242.

[41] MACHALETT B,OCHES E A,FRECHEN M,et al. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration,seasonality,and permanency of the Asiatic polar front[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems,2008:9.

[42] LI Y,SONG Y,FITZSIMMONS K E,et al. Eolian dust dispersal patterns since the last glacial period in eastern Central Asia:Insights from a loess-paleosol sequence in the Ili Basin[J]. Climate of the Past,2018,14(3):271 - 286.

[43] NAGASHIMA K,TADA R,TANI A,et al. Millennial-scale oscillations of the westerly jet path during the last glacial period[J]. Journal of Asian Earth Sciences,2011,40(6):1214 - 1220.

[44] LASKAR J,ROBUTEL P,JOUTEL F,et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth[J]. Astronomy and Astrophysics,2004,428(1):261 - 285.

[45] 鄂崇毅,杨太保,赖忠平,等. 中亚则克台黄土剖面记录的末次冰期以来的环境演变[J]. 地球环境学报,2014,5(2):163 - 172. [E Chongyi,YANG Taibao,LAI Zhongping,et al. The environmental change records since the Last Glaciation at Zeketai Section,Central Asia[J]. Journal of Earth Environment,2014,5(2):163 - 172.]

[46] YOUN J H,SEONG Y B,CHOI J H,et al. Loess deposits in the northern Kyrgyz Tien Shan: Implications for the paleoclimate reconstruction during the Late Quaternary[J]. Catena,2014,117(117):81 - 93.

Multi-components separation of loess grain size in Zeketai and the recorded climate fluctuation during the last glacial period

LIU Hao, JIA Jia, LU Cai-chen, WANG You-jun, XIA Dun-sheng[1]

(*Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education, College of Earth Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou* 730000, *Gansu*, *China*)

Abstract: Millennium-scale climate changes such as Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles, occurred in North Atlantic region in the last glacial period have a wide range of records around the world, which included, for example, the marine deposit in the Arabian Sea and the loess and stalagmite in East Asian monsoon region. As a transitional westerly-edge-zone to monsoon region, Ili area located in Xinjiang Province, China, is sensitive to climate change. Relevant studies show that millennial-scale climate events are recorded in Ili loess, but how millennial scale fluctuations affected this region needs a further answer. As an important geological record restoring the paleoclimate information, the loess in this area is beneficial to the study of the above problems. This study selected Zeketai section in the Ili Basin as the research object. The section has 20.35 m thickness and was sampled at 5 cm interval. Finally 407 samples were obtained. The end member analysis was processed for the grain size of loess above 12 m in this profile. The result showed that the grain size distribution in this profile suited to yield four *Gen. Weibull* end-members with modal size of 0.8 μm (EM1), 8 μm (EM2), 25.1 μm (EM3) and 51.6 μm (EM4) respectively, representing pedogenic component (EM1), upper-level westerly wind (EM2) and dust storm (EM3 and EM4). However, EM4 is more capable of reflecting the expansion of the Siberian high pressure in Ili area during the last glacial period. Both EM2 and EM4 can record the fluctuations of the Millennium-scale climate, but the response degrees of the two EMs are different. When H events occur, EM4 content gets increased and EM2 content gets decreased. When the cold events occurred, the ice volume in the northern hemisphere was increased, and the increased cold air in the Arctic region strengthened the Siberian high pressure, and was then expanded into the Ili area, resulting in a large dust storm weather. Under the westerly wind transport, the dust was accumulated on the north bank of the Goness River. However, the blocking of the Qinghai-Tibet Plateau divided the westerly belt into two branches in winter, and the main axis lies on the southern side of the Himalayas, so the influence of Westerlies on the region is weakened. During the whole glacial period, the Westerlies belt moved southward for a long time and the main axis was southward. When the cold event occurred, the Westerlies belt remained in the south. During 51.3 ~ 20 ka, millennial-scale events are more obvious in EM4 content change curve; After 20 ka, YD and H1 events are more outstanding in EM2 content change curve. This suggests that both Siberian high pressure and Westerlies are the important spread mechanisms of millennial-scale climate changes. The cause of the above difference is likely to be the change of global ice volume driven by solar insolation on the orbital time-scale. In addition, regional factors also influence the grain size change in Zeketai.

Key words: millennial-scale climate change; endmember analysis; Zeketai; Westlies; Siberian high pressure